

УДК 550.837

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РАЙОНА ТОЛБАЧИНСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ ИМ. 50-ЛЕТИЯ ИНСТИТУТА ВУЛКАНОЛОГИИ И СЕЙСМОЛОГИИ ДВО РАН

© 2016 г. Ю. Ф. Мороз^{1,2}, В. А. Логинов^{1,3}

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
683006 Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийпа, 9,

²Геологический институт СО РАН 670047 Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а,

³Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга
683032 Петропавловск-Камчатский, ул. Пограничная, 4,

e-mail: morozyf@kscnet.ru

e-mail: gin@gin.bscnet.ru

e-mail: kamgu@kamgu.ru

Поступила в редакцию 22.06.2015 г.

Рассмотрены методика и результаты магнитотеллурического зондирования в модификациях АМТЗ и МТЗ. Аудиомагнитотеллурическое зондирование (АМТЗ) было проведено впервые в районе современного извержения Толбачинского вулкана. Результаты анализа магнитотеллурических параметров свидетельствуют, что геоэлектрическую среду, в связи с региональным разломом, можно аппроксимировать в виде двумерно-неоднородной модели. В качестве основных для интерпретации приняты продольная и поперечная кривые зондирования. Совместный анализ этих кривых и псевдо-разрезов фаз импеданса свидетельствуют о геоэлектрической неоднородности среды в районе прорыва магматических расплавов им. С.И. Набоко. По данным бимодальной инверсии кривых АМТЗ получен геоэлектрический разрез, содержащий проводящую неоднородность, связываемую с разломом, по которому флюиды поступают к дневной поверхности. Наряду с АМТЗ для изучения глубинной электропроводности использованы МТЗ в расширенном диапазоне, по которым выделяется коровая проводящая аномалия на глубинах 15–35 км. По данным АМТЗ, МТЗ и другой геолого-геофизической информации составлена концептуальная модель района, характеризующая возможную природу аномальных зон. Даны приближенные оценки пористости пород в разломной зоне, по которой магматические расплавы поступали в вышележащие толщи в районе прорыва им. С.И. Набоко.

DOI: 10.7868/S0203030616050059

ВВЕДЕНИЕ

В 2014 г. выполнены магнитотеллурические исследования методами МТЗ и АМТЗ в районе Трещинного Толбачинского извержения (ТТИ) в 2012–2013 гг. и Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ) в 1975–1976 гг. (район северных конусов). Исследования проводились с целью выявления аномалий повышенной электропроводности в земной коре, которые могут быть связаны с магматическими очагами. Известно, что магматические расплавы имеют пониженное электрическое сопротивление по отношению к кристаллическим и метаморфизованным породам земной коры. Сопротивление магматических расплавов оценивается от первых единиц до первых десятков Ом м в зависимости от степени насыщения водой. Сопротивление земной коры меняется от первых сотен до первых тысяч и более Ом м. Это дает возможность выявить в высо-

коомной земной коре и верхней мантии зоны, насыщенные магматическим расплавом.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

Район исследований располагается в Толбачинской региональной зоне шлаковых конусов. Южная часть зоны называется Толбачинским долом, где сосредоточено большинство эруптивных центров в виде многочисленных трещин и шлаковых конусов, которые образовались в последние десятки тыс лет. Здесь в 1975–1976 гг. произошло Большое трещинное Толбачинское извержение, которое хорошо изучено геолого-геофизическими методами. Результаты исследований опубликованы в обобщающей монографии [Большое трещинное ..., 1984].

Последнее трещинное извержение произошло 27 ноября 2012 г. Южнее вулкана Плоский Толбачик образовался разлом субмеридионального простирания и из него началось излияние лавы, которое продолжалось до 1 декабря. Верхний и нижний прорывы получили название “прорыв им. И.А. Меньилова” и “прорыв им. С.И. Набоко”, соответственно. Длина лавового потока верхнего прорыва составила 9 км, площадь 5.6 км².

В нижней части прорыва лава изливалась из трещины длиной около 1 км на высотах 1500–1600 м. Мощность лавовых потоков меняется от 1–2 м у истока и до 3–5 м во фронтальной части. Максимальная измеренная температура расплавов составляет 1100°C.

Плотность лав оценивается от 2.58 до 2.65–2.7 г/см³ [Гордеев и др., 2013].

В районе БТТИ выполнены сейсмические исследования методом КМПВ [Балеста и др., 1979], магнитотеллурические зондирования (МТЗ) [Смирнов, 1979а], индукционные зондирования с активным источником [Федорченко и др., 1980], электромагнитные наблюдения естественных потенциалов [Смирнов, 1979б] и низкочастотные микросейсмические зондирования [Кугаенко и др., 2013]. Схема геофизических наблюдений приведена на рис. 1.

По данным КМПВ выделены границы преломления сейсмических волн, отождествляемые с кровлей неогеновых отложений, поверхностями верхнемелового комплекса пород и кристаллического фундамента. Определены субвертикальные глубинные разломы, аномальные скоростные неоднородности на глубине 2–3 км и аномальное тело в пределах кристаллического фундамента на глубине 7–8 км. Аномалии выделены по затуханию сейсмических волн и связываются с существованием магматических очагов [Балеста и др., 1979].

Магнитотеллурические исследования выполнены по субширотному профилю, пересекающему Северный прорыв. Кривые МТЗ получены только в диапазоне периодов от 3–5 до 900 с. В основу интерпретации положены эффективные кривые МТЗ. По ним на глубинах 17–25 км выделяется кровля проводящей зоны, связываемой с единым магматическим очагом Новых Толбачинских вулканов. В нижней части разреза на глубинах около 30–40 км отмечается кровля проводящего слоя. В верхней части разреза на глубинах в первые километры намечается проводящая зона к западу от Северного прорыва. Она характеризуется повышенной суммарной проводимостью. Предполагается, что аномалия вызвана наличием магматического очага или внедрения, возникшего в результате извержения [Смирнов, 1979а].

По данным индукционных зондирований в районе Северного прорыва получена информация о распределении электропроводности пород в осадочно-вулканогенном чехле до глубины 1–2 км.

Удельное электрическое сопротивление пород меняется от первых тысяч до первых сотен Ом м, в районе прорыва на глубинах 1000–1500 м уменьшается до 20–80 Ом м. Не исключается, что уменьшение сопротивления может быть связано с магматическими внедрениями. Однако значительную протяженность аномалии и небольшую глубину ее залегания можно объяснить гидрогеологическими условиями [Федорченко и др., 1980].

По данным микросейсмической съемки получены глубинные разрезы до 20 км. Они характеризуют распределение относительных скоростей поперечных сейсмических волн. Под прорывами показаны низкоскоростные аномалии, которые с привлечением других геофизических данных, связываются с разноглубинными магматическими очагами и соединяющими их каналами. Предполагается, что в конфигурации питающих систем существует закономерность, характерная для средней части Толбачинской региональной зоны артезиального вулканизма [Кугаенко и др., 2013].

МЕТОДИКА РАБОТ

Площадь, покрытая лавовыми потоками, является труднодоступной для перемещения геофизической аппаратуры на автомобиле. Поэтому аппаратура транспортировалась вручную. Для геофизических наблюдений применялась малогабаритная станция MTU-5A канадской фирмы “Phoenix Geophysics Ltd”, которая для изучения верхних частей земной коры до глубин 5–10 км может быть использована в комплекте с облегченными высокочастотными индукционными датчиками АМТС-30. Схема расположения пунктов АМТЗ и МТЗ представлена на рис. 1.

Район прорыва С.И. Набоко пересечен профилем АМТЗ с шагом от 0.2 до 1 км. Диапазон периодов регистрируемых вариаций МТ-поля составляет 0.0001–100 с. Длина приемных электрических диполей 100 м. Исходя из простирания основных геологических структур, приемные линии ориентировались под азимутами 30 и 120 град. Для заземления электродов использовался глинистый раствор, что обеспечило понижение переходных электрических сопротивлений до первых десятков кОм.

За пределами лавовых потоков есть возможность использовать автомобильный транспорт. Поэтому в районе северных конусов БТТИ регистрация вариаций МТ-поля в расширенном диапазоне периодов (0.0001–1000 с) реализована с использованием более тяжелых низкочастотных индукционных датчиков модификации МТС-50Н. Это позволило получить информацию об электропроводности геологической среды на более значительных глубинах. В этом районе зондиро-

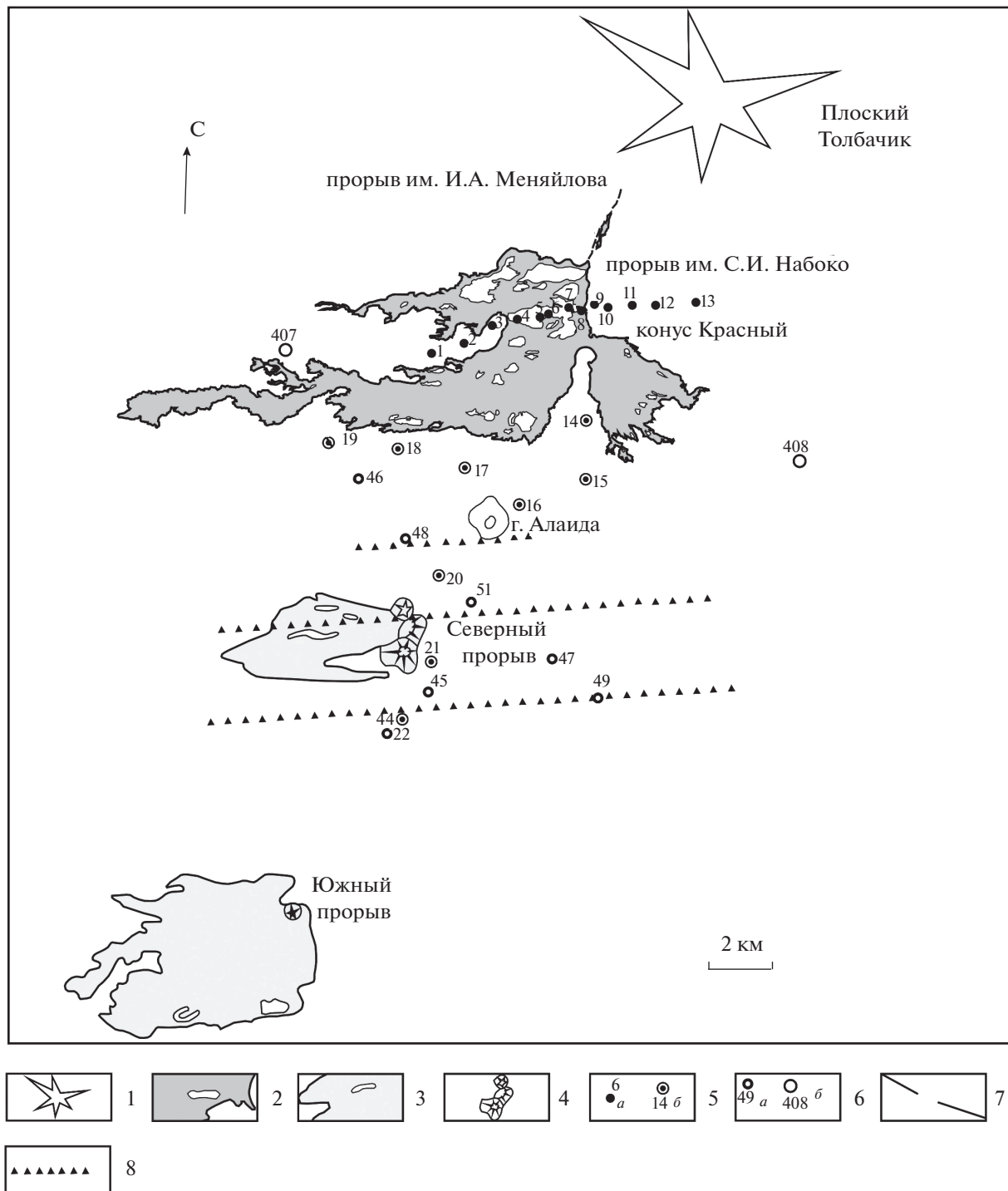


Рис. 1. Схема геофизических исследований в районах БТТИ и ТТИ имени 50-летия ИВиС.

1 — вулкан; 2 — лавовые потоки ТТИ имени 50-летия ИВиС; 3 — лавовые потоки БТТИ; 4 — шлаковые конусы; 5 — АМТЗ (а) и МТЗ (б) 2014 г.; 6 — МТЗ: а — [Смирнов, 1979а], б — [Мороз, 1985]; 7 — сейсморазведочный профиль [Балеста, 1979]; 8 — высокочастотные сейсмические наблюдения [Кугаенко и др., 2013].

вания выполнены с шагом около 2 км. Они располагаются вблизи профилей КМПВ и МТЗ, выполненных в прошлые годы в связи с извержением БТТИ, что дает возможность выполнить совместный анализ геофизических данных.

ОБРАБОТКА И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ МТЗ

В результате обработки данных АМТЗ и МТЗ получены тензоры импеданса на каждом пункте наблюдения. Тензор импеданса дает возмож-

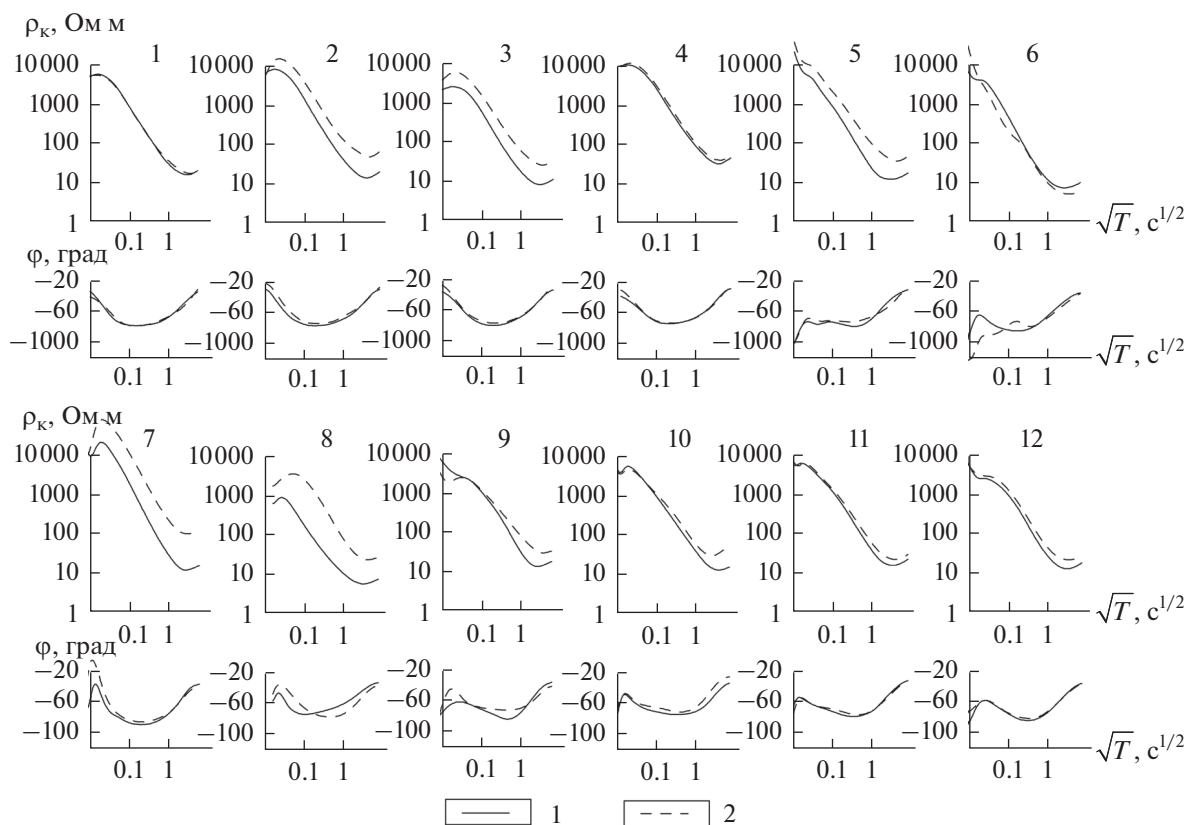


Рис. 2. Совмещенные продольные (1) и поперечные (2) кривые АМТЗ по профилю, пересекающему магматический прорыв им. С.И. Набоко.

ность оценить характер и степень геоэлектрической неоднородности среды. Анализ выполнен с использованием полярных диаграмм импеданса [Бердичевский, Дмитриев, 2009], параметра неоднородности [Bahg, 1988] и параметра асимметрии [Swift, 1967]. Параметр неоднородности имеет значения первые десятые доли единицы на коротких периодах. На длинных периодах указанный параметр возрастает, что связано с влиянием крупных структур. Параметр асимметрии свидетельствует, что на длинных периодах вариаций геоэлектрические неоднородности в первом приближении можно аппроксимировать в качестве двумерных. Это связано с тем, что основную роль в распределении магнитотеллурического поля играет разлом, вытянутый в субмеридиональном направлении [Ермаков и др., 2014]. Вдоль этого разлома расположены шлаковые конусы, которые образовались в предшествующие годы. В основу интерпретации приняты кривые, полученные в главных направлениях. Они в большинстве случаев ориентированы по простиранию и вкрест простирания разломной зоны. В дальнейшем, кривые ориентированные вдоль разлома будем называть продольными, а кривые ориентированные вкрест простирания разлома — поперечными.

Продольные кривые обладают повышенной разрешающей способностью к наличию глубинных проводящих зон. Поперечные кривые в лучшей мере отражают геоэлектрические свойства верхних частей земной коры. Совместный анализ продольных и поперечных кривых дает возможность выявить основные особенности в распределении геоэлектрических неоднородностей в районе разлома.

Рассмотрим амплитудные и фазовые кривые АМТЗ № 1–12, выполненные по профилю, проходящему через прорыв им. С.И. Набоко (см. рис. 1) На рис. 2 приведены продольные и поперечные кривые АМТЗ. Кривые в большинстве случаев имеют форму КН. На коротких периодах кривые характеризуются высокими значениями кажущихся сопротивлений от первых тысяч до 10000 Ом м и более. Высокие сопротивления отражают наличие покровных лавовых образований. На длинных периодах на кривых проявляется минимум, отражающий наличие осадочно-вулканогенной толщи с магматическими внедрениями. Кривые МТЗ подвержены влиянию локальных приповерхностных неоднородностей. Об этом свидетельствует совпадение фазовых кривых и расхождение амплитудных (рис. 3). Сильное влияние

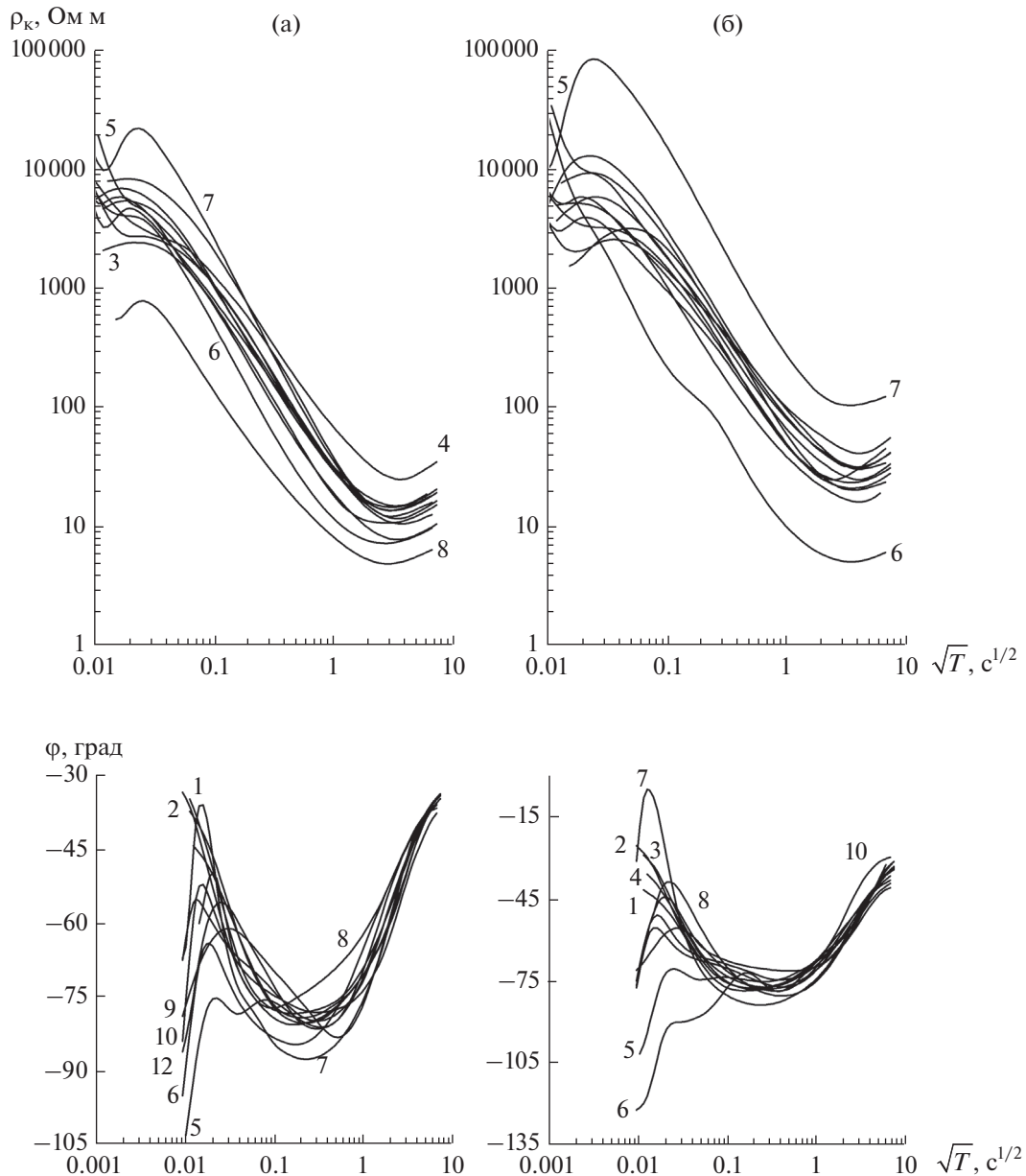


Рис. 3. Продольные (а) и поперечные (б) кривые АМТЗ. Цифрами обозначены отдельные кривые АМТЗ.

геоэлектрических неоднородностей проявилось на кривых 7 и 8 (см. рис. 2). Здесь отмечается заметное расхождение продольной и поперечной кривых. Так, на МТЗ № 7 кажущееся электрическое сопротивление на поперечной кривой в низкочастотной области больше почти на порядок, чем на продольной. Эти особенности в поведении кривых АМТЗ хорошо выражены на псевдорезах фазы импеданса (рис. 4 и 5). Фазовые кривые в слабой мере подвержены влиянию локальных геоэлектрических неоднородностей и лучше отражают глубинную структуру электропроводности. Псевдорезы кажущегося электрического

сопротивления из-за влияния локальных неоднородностей имеют сложный вид с преобладанием вертикальных изолиний.

Рассмотрим кривые МТЗ №№ 14–21, полученные в расширенном диапазоне периодов (рис. 6 и 7). В высокочастотной области кривые МТЗ во многом подобны кривым АМТЗ. Однако в низкочастотном диапазоне продольные и поперечные кривые МТЗ расходятся по уровню сопротивлений, что связано с влиянием глубинной геоэлектрической неоднородности. Такое расхождение кривых по данным качественного анализа можно объяснить существованием узкой (3–5 км)

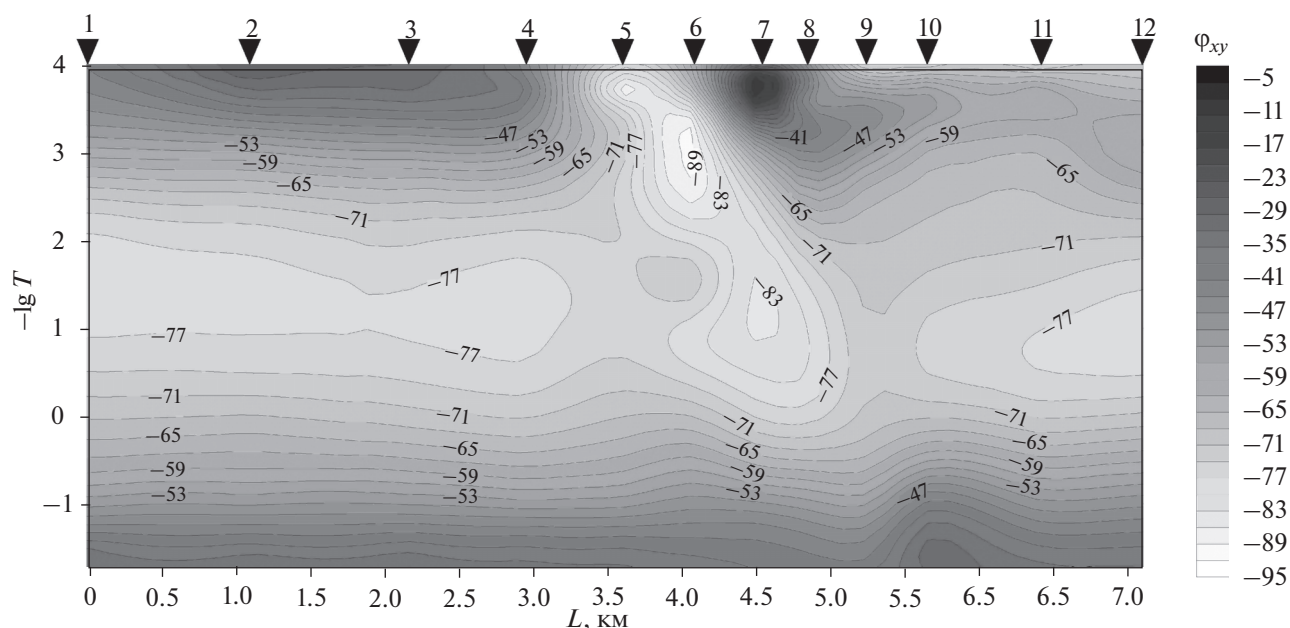


Рис. 4. Псевдоразрез продольной фазы по профилю АМТЗ.
На верхней шкале цифрами обозначены №№ АМТЗ.

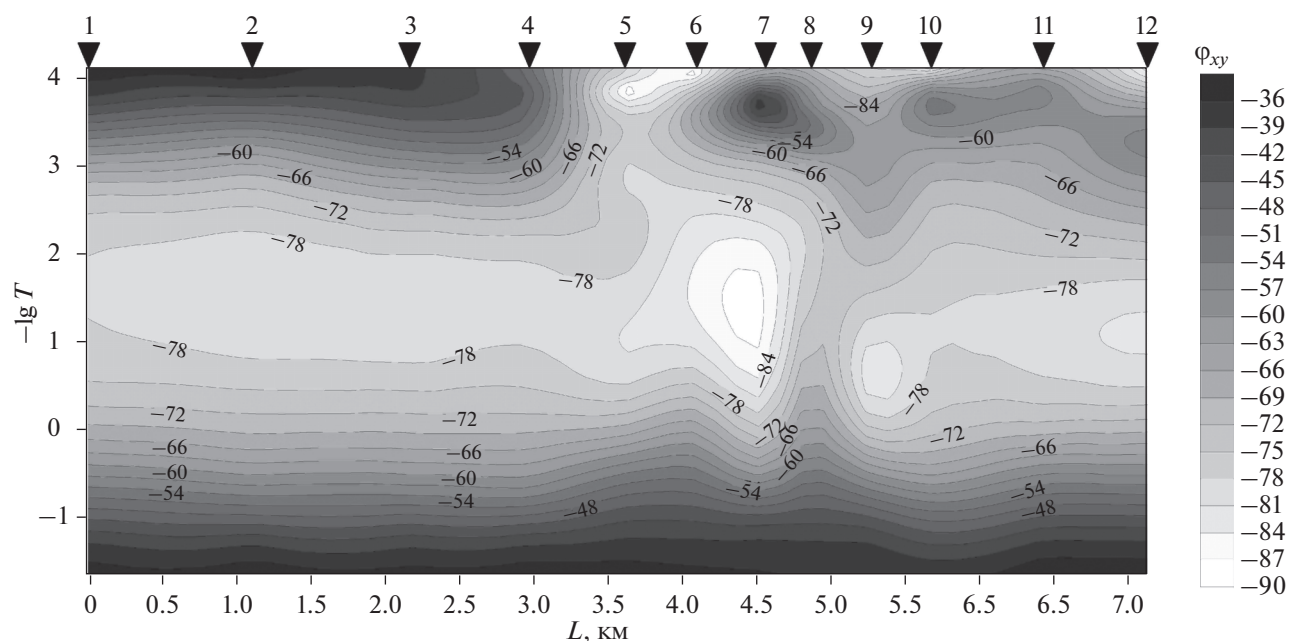


Рис. 5. Псевдоразрез поперечной фазы по профилю АМТЗ.
На верхней шкале цифрами обозначены №№ АМТЗ.

проводящей зоны в земной коре. На продольной кривой отразился проводник, а на поперечной кривой из-за небольших размеров неоднородности он не проявился. Эти особенности кривых хорошо видны на рис. 7. Продольные кривые на длинных периодах имеют дополнительные перегибы. Поперечные кривые имеют максимум и

нисходящую ветвь, связанную с глубинным проводником.

Выше отмечалось, что ряд пунктов МТЗ расположен близко к МТЗ прошлых лет, полученных в ограниченном низкочастотном диапазоне периодов [Смирнов, 1979а; Мороз, 1985]. Для анализа В.С. Смирновым использованы эффектив-

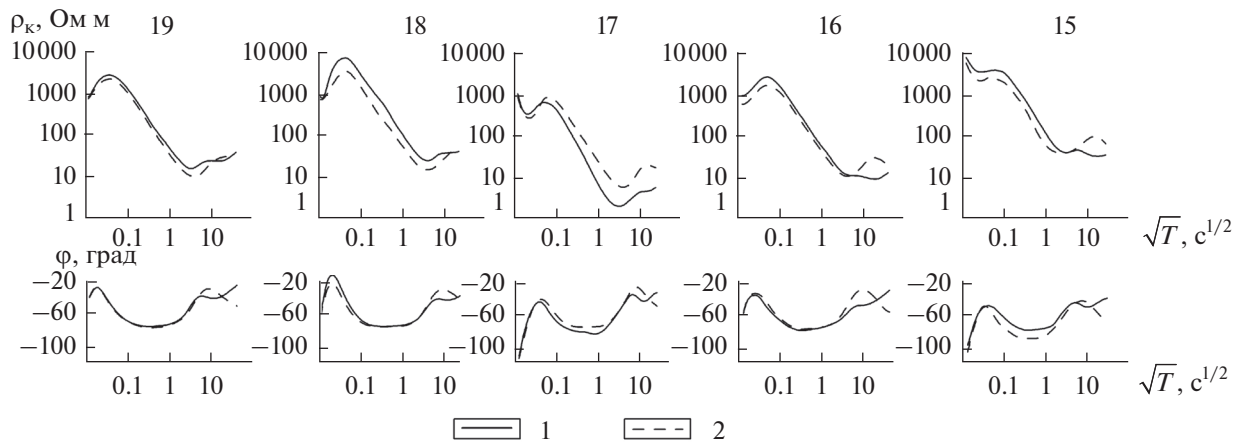


Рис. 6. Совмещенные продольные (1) и поперечные (2) кривые МТЗ. Цифрами над графиками обозначены №№ МТЗ.

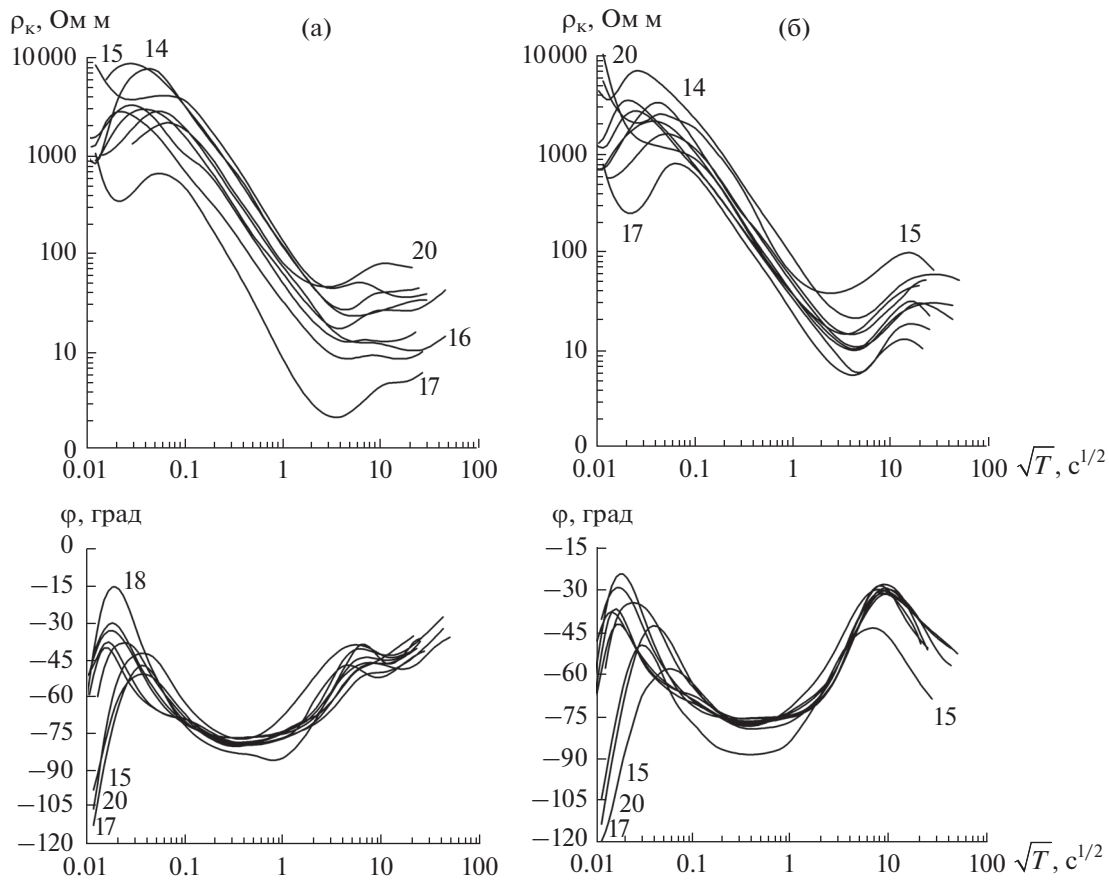


Рис. 7. Продольные (а) и поперечные (б) кривые МТЗ. Цифрами обозначены отдельные кривые МТЗ.

ные (средние) кривые. На рис. 8 сопоставлены кривые, полученные в 2014 г. с кривыми прошлых лет. Важно подчеркнуть, что даже на эффективных кривых проявились перегибы, указывающие на существование коровой геоэлектрической неоднородности.

Псевдоразрезы по профилю построены по фазам импеданса, так как они свободны от влияния локальных неоднородностей и в лучшей мере характеризуют глубинный разрез. На рис. 9 представлен псевдоразрез для продольной фазы импеданса. На нем хорошо выражен осадочно-вулка-

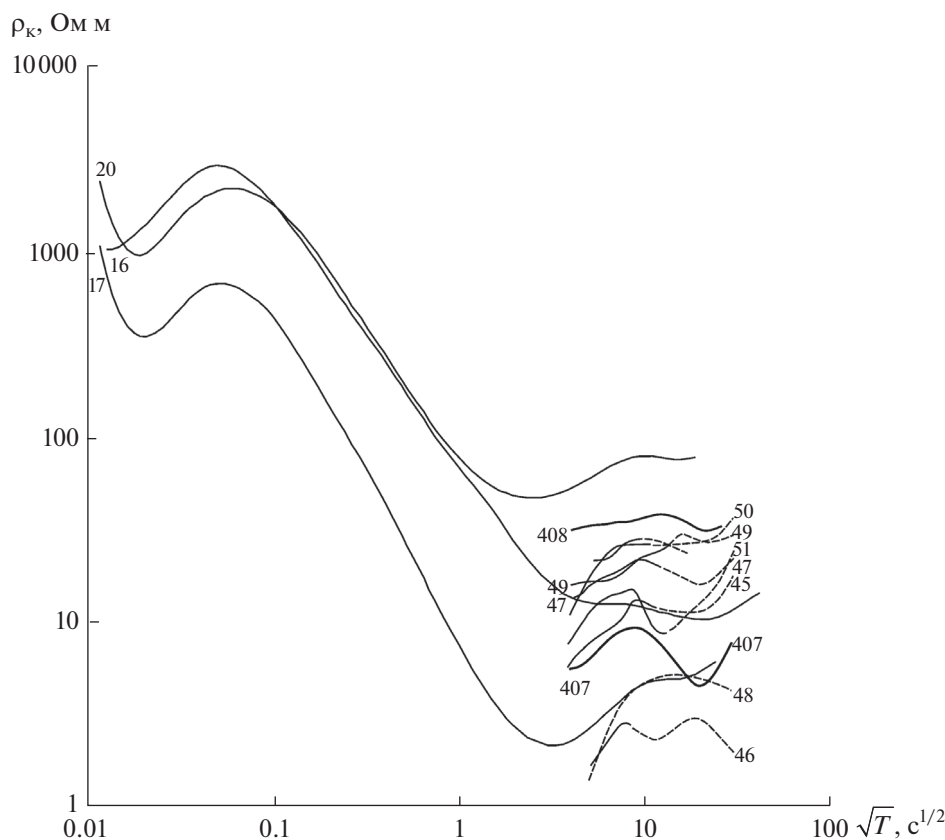


Рис. 8. Совмещенные новые кривые и кривые МТЗ прошлых лет, полученные в ограниченном диапазоне периодов. Цифрами обозначены №№ кривых МТЗ (см. рис. 1).

ногенный чехол. В районе МТЗ 17–16 в поведении изолиний фаз импеданса на высоких периодах отмечается деформация изолиний, связанная с коровой геоэлектрической неоднородностью. На псевдоразрезе поперечной фазы импеданса также хорошо проявляется осадочно-вулканогенный чехол. В нижней части разреза отмечается понижение фазы, что вызвано повышением глубинной электропроводности.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ

С помощью программы численного двумерного моделирования [Rodi and Mackie, 2001] выполнена совместная инверсия продольных и поперечных кривых АМТЗ. Стартовая модель задавалась по данным одномерной интерпретации продольных и поперечных кривых. В результате многочисленных расчетов удалось получить удовлетворительное согласие модельных и экспериментальных кривых.

По данным бимодального моделирования составлен геоэлектрический разрез по профилю, пересекающему прорыв им. С.И. Набоко (рис. 10). На геоэлектрическом разрезе в верхней части вы-

ражены неоднородности сопротивлением в сотни — тысячи Ом·м. Мощность вулканогенной толщи меняется от первых сотен метров до 1.5 и более км. Характерно, что в районе прорыва С.И. Набоко отмечается увеличенная мощность новых лавовых образований с сопротивлением в первые тысяч Ом·м и более. Ниже слоя вулканогенных образований расположен слой пониженного электрического сопротивления в 6–16 Ом м. Этот слой, вытянутый вдоль профиля, связывается с осадочно-вулканогенным чехлом. В отдельных частях профиля могут существовать магматические расплавы. Мощность слоя меняется от 1 до 4 км. Не исключено, что повышенная электропроводность чехла в значительной мере может быть связана с наличием в разрезе терригенных пород, содержащих воду. Важно отметить, что под прорывом С.И. Набоко выявлена узкая зона пониженного электрического сопротивления до 6 Ом м. Ширина зоны около 700 м, глубина — от 4 до 14 км.

Обратимся к результатам инверсии длиннопериодных кривых МТЗ. Как мы уже отмечали, продольные кривые в лучшей мере отражают узкие проводящие зоны в земной коре. Поэтому продольные кривые МТЗ использованы в качестве основных при решении обратной задачи с

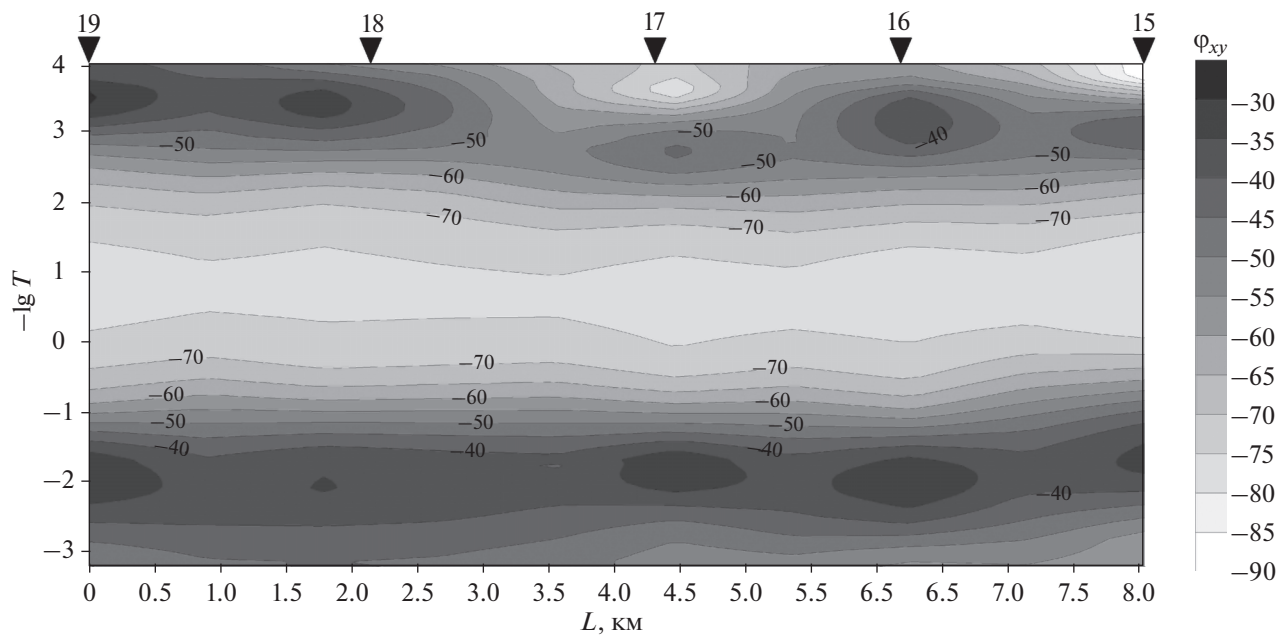


Рис. 9. Псевдоразрез фаз продольных кривых МТЗ.
На верхней шкале обозначены №№ МТЗ.

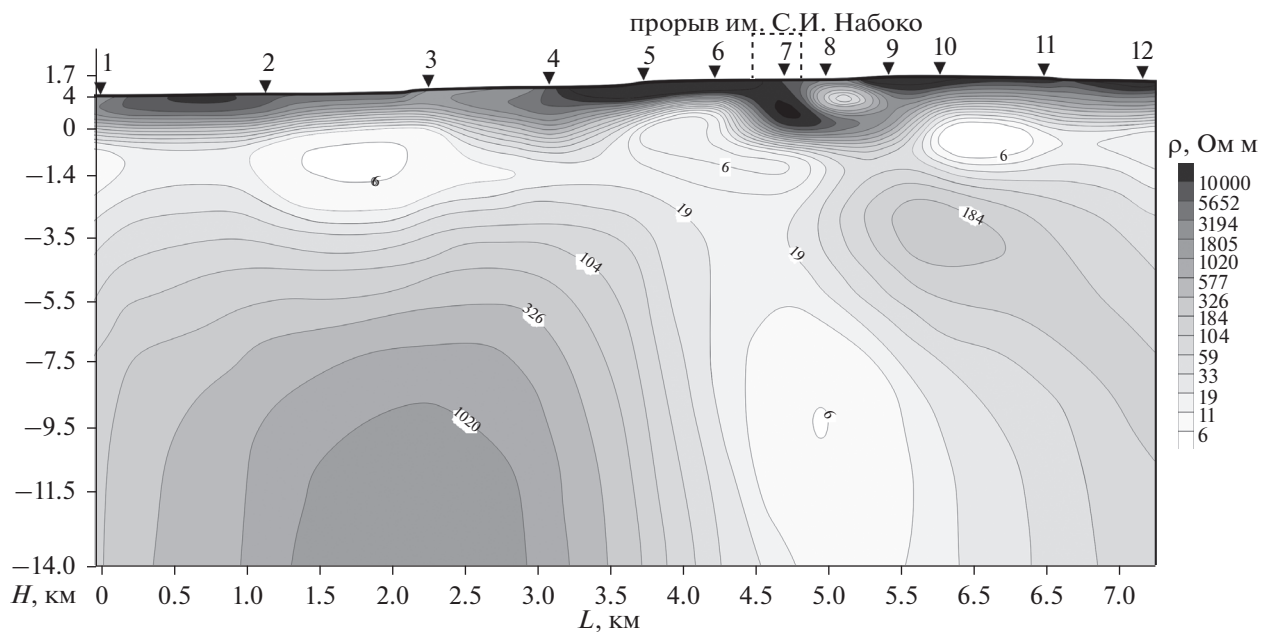


Рис. 10. Геоэлектрический разрез по профилю АМТЗ, пересекающему прорыв С.И. Набоко.
Цифрами на разрезе обозначены удельные электрические сопротивления в Ом·м. На верхней шкале обозначены №№ АМТЗ.

помощью программы численного двумерного моделирования [Rodi and Mackie, 2001]. В результате расчетов достигнута удовлетворительная сходимость продольных и модельных кривых. На рис. 11 приведен геоэлектрический разрез по данным МТЗ. В верхней части разреза также выделяется слой с электрическим сопротивлением от де-

сятков до первых тысяч Ом·м. Слой трудно просматривается из-за мелкомасштабности рисунка. На глубинах 1.5–5 км выражен осадочно-вулканогенный чехол с удельным электрическим сопротивлением в первые единицы-десятки Ом·м. Осадочно-вулканогенный чехол подстилается высокоомным комплексом пород земной коры с удельным

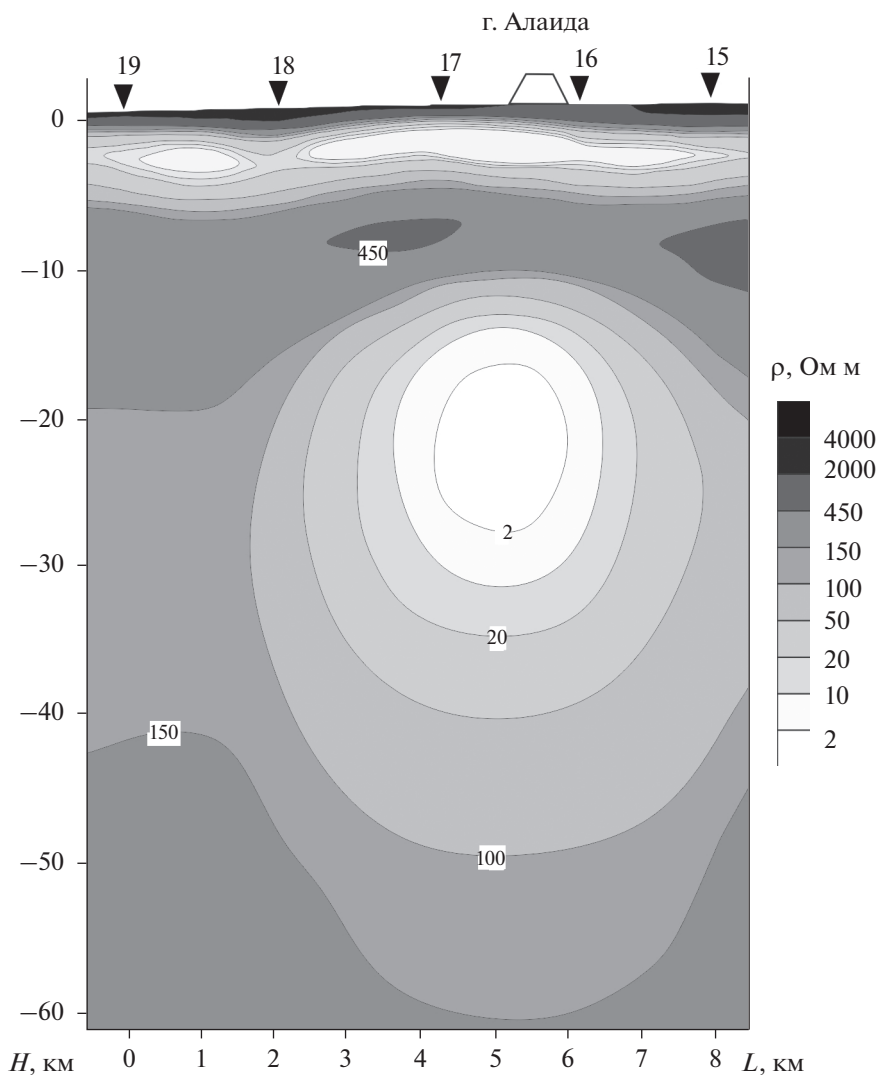


Рис. 11. Геоэлектрический разрез по данным МТЗ.

Цифрами на разрезе обозначены удельные электрические сопротивления в Ом м. На верхней шкале обозначены №№ АМТЗ.

электрическим сопротивлением 500–1000 Ом м. В нижней части разреза сопротивление понижается до 200 Ом м. Земная кора на глубинах 15–35 км содержит аномалию пониженного электрического сопротивления до 2 Ом м. Ширина аномалии 3–4 км. Аномалия, по-видимому, обусловлена наличием магматических расплавов, поступающих по зоне разлома из верхней мантии, где расположен основной магматический очаг.

О ВОЗМОЖНОЙ ПРИРОДЕ ПРОВОДЯЩИХ ЗОН В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Рассмотрим природу проводящих зон в земной коре, которые могут быть связаны с магматическими расплавами. В этой связи можно обратиться к данным моделирования физико-хими-

ческих условий, существующих при образовании базальтовых магм при переходе из твердой фазы в жидкую. Результаты расчетов приведены на рис. 12, где показана зависимость электропроводности пород от высоких температур [Waff, Weill, 1975; Manghnani, Rai, 1978; Хитаров, 1975; Хитаров и др., 1971]. Резкое увеличение электропроводности пород начинается с температур 1100–1200°C. При этих температурах возникает частичное плавление и появляются магматические расплавы, гальванически связанные между собой. Это приводит к повышению электропроводности пород на целые порядки. При температурах 1100–1200°C сопротивление пород достигает первых единиц – десятков Ом м. Измерения в натурных условиях БТТИ дают величину 2–20 Ом м [Адамчук, Трубников, 1977]. Большое влияние на электропроводность

магматических расплавов оказывает степень их влагонасыщенности.

По данным электромагнитных исследований, лабораторных экспериментов и других геолого-геофизических данных составлена концептуальная модель (рис. 13), характеризующая возможности возникновения магматических расплавов и их проникновения в верхние части разреза, где при остывании образуются лавовые образования.

Модель выглядит следующим образом: в земной коре в зоне регионального разлома в кристаллических и метаморфизованных породах выделяется зона с пониженным электрическим сопротивлением в первые единицы Ом м. Пониженные сопротивления могут быть связаны с частичными магматическими расплавами, проникающими из глубинных частей разреза. Можно предполагать, что в зоне разлома в период извержения температуры поднимались до 1100–1200°C и более, поддерживая существование частичных расплавов. Известно, что частичные расплавы, гальванически связанные между собой, приводят к уменьшению удельного электрического сопротивления на порядки. Не исключено, что заметное влияние на повышение электропроводности оказывают минерализованные растворы, которые возникают при внедрении магматических расплавов в вышележащие толщи. Предполагается, что магматические расплавы могут возникать при процессах дегидратации, когда выделяющая вода снижает температуру плавления. Однако не исключено, что значительная часть расплава поступает из мантийного источника, питающего крупнейшие вулканы Ключевской группы. Этот источник выделен ранее [Мороз, 1985, 1991] и в дальнейшем подтверждается сейсмотомографическими данными [Федотов и др., 2010]. Следует отметить, что в верхней части разреза в районе осадочно-вулканогенного чехла не отразились разломы, трещины, по которым магматические расплавы поднимались на поверхность. Возможно, разломы являются весьма узкими, поэтому выявить их в низкоомном осадочно-вулканогенном чехле не представляется возможным. Также не исключено, что температура расплавов понизилась, и их сопротивление стало соизмеримым с сопротивлением осадочно-вулканогенной толщи. В районе прорыва им. С. И. Набоко мощность лав с очень высоким сопротивлением (до 10000 Ом м) достигает 1.5 км. По-видимому, они скопились в результате многократных извержений вулкана.

Попытаемся оценить пористость пород в коровой проводящей зоне, содержащей магматические расплавы. Для этого воспользуемся зависимостью Арчи для двухфазной системы:

$$P = 3\rho_{\phi}/2\kappa,$$

где ρ — удельное электрическое сопротивление вмещающих пород, ρ_{ϕ} — удельное электрическое

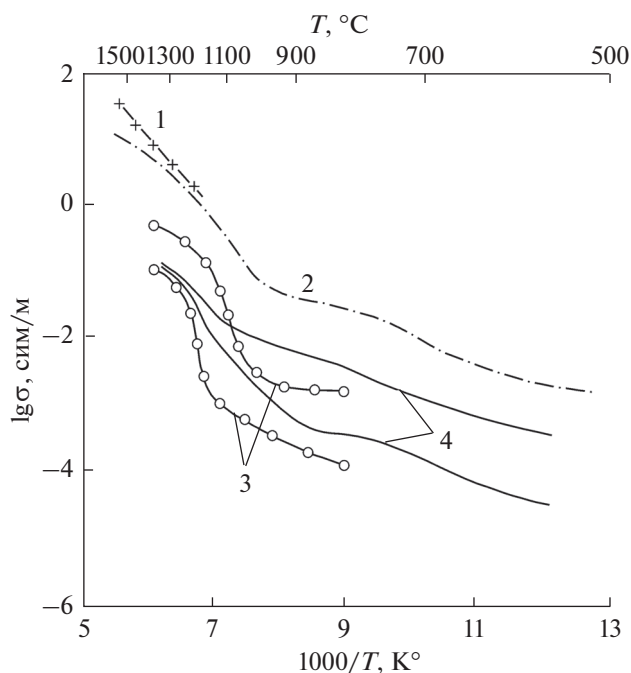


Рис. 12. Зависимости электропроводности базальтового расплава от температуры. Цифрами обозначены: 1 — [Waff, Weil, 1975]; 2 — [Manghnani, Rai, 1978]; 3 — [Хитаров, 1975]; 4 — [Хитаров и др., 1971].

сопротивление магматических расплавов, κ — пористость.

Для оценки пористости пород в зоне разлома важно определиться с электропроводностью магматического расплава. Главную роль в величине электропроводности расплава играет содержание воды. Электропроводность “сухого” и насыщенного водой силикатного расплава [Carrara et al., 1974] меняется на несколько порядков [Лебедев, Хитаров, 1964]. По измерениям лавовых потоков, в значительной мере обезвоженных на земной поверхности, удельное электрическое сопротивление в большинстве случаев оценивается в первые десятки — единицы Ом м [Адамчук, Трубников, 1977; Frischknecht, 1967; Murase, McBirney, 1973; Keller, Rapolla, 1974]. Данный параметр базальтовой выплавки в присутствии воды снижается до 0.1 Ом м [Rai, Manghanani, 1978; Shankland, Waff, 1974]. По-видимому, для дальнейших оценок целесообразно принять удельное электрическое сопротивление магматического расплава, содержащего воду приблизительно в 0.1 Ом м. При данной величине пористость при полной связанности пор в разломной зоне при ее сопротивлении в 10 Ом м получается около 1.5%. В аномальной зоне на глубине 15–30 км, где сопротивление оценивается в 4 Ом м, пористость будет около 4%. Следует отметить, что полная пористость, включающая изолированные и тупиковые каналы, бу-

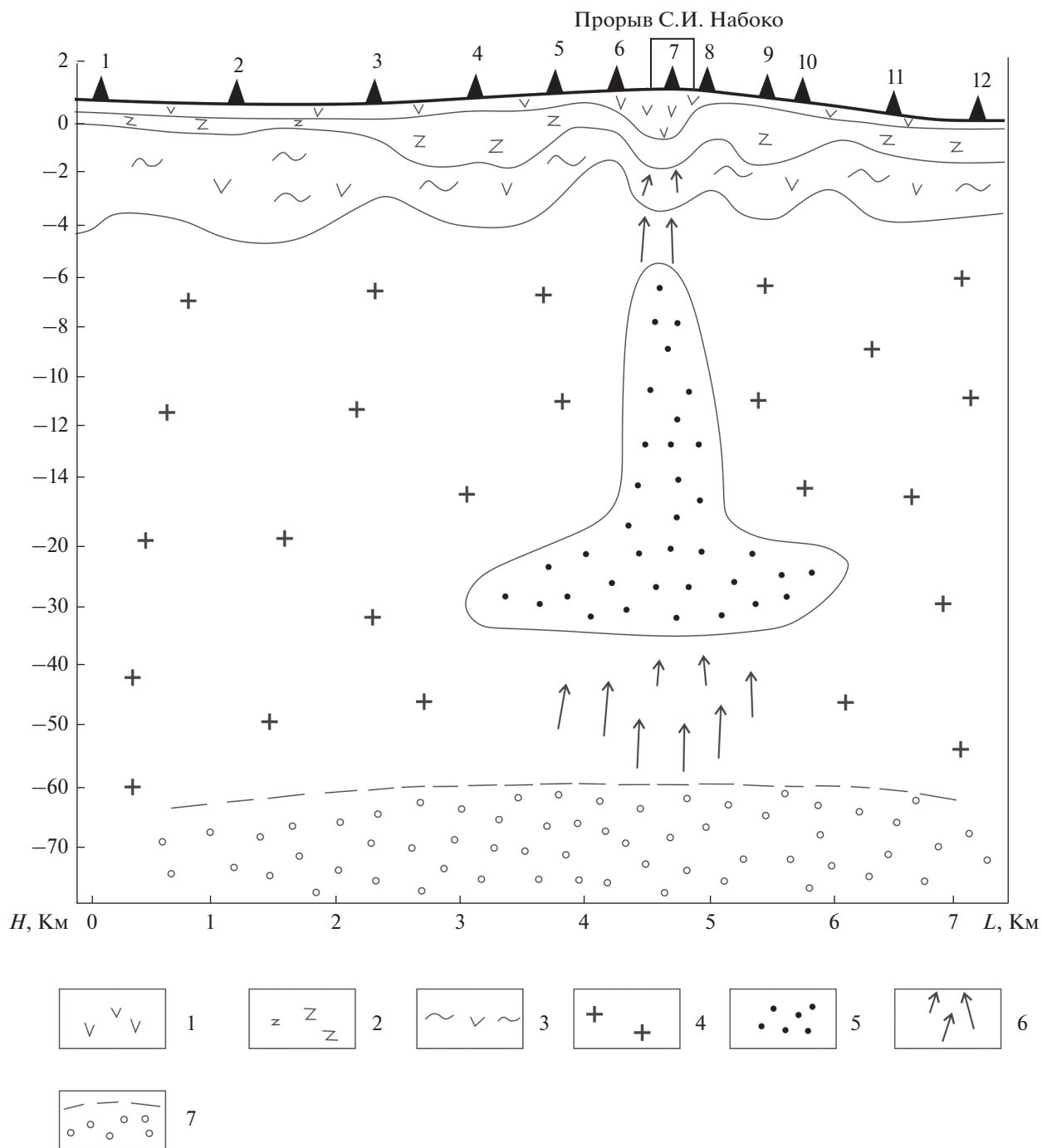


Рис. 13. Концептуальная обобщенная геоэлектрическая модель района Толбачинского извержения им. 50-летия ИВиС.

1 – лавовые образования; 2 – вулканогенные породы; 3 – кайнозойская осадочно-вулканогенная толща; 4 – дислоцированные и метаморфизованные породы докайнозойского основания; 5 – магматические расплавы и гидротермальные растворы; 6 – потоки флюидов; 7 – верхнемантийный источник магм.

дет существенно больше. Полученные оценки пористости в зоне разлома являются близкими к данным пористости аномальной коровой зоны под Ключевским вулканом, полученной нами ранее в работе [Мороз, Мороз, 2006].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Методами АМТЗ и МТЗ изучена структура электропроводности земной коры в районе Толбачинского извержения имени 50-летия ИВиС. Впервые для изучения извержения использована

современная магнитотеллурическая станция канадского производства MTU-5A. Анализ магнитотеллурических параметров показал, что на формирование магнитотеллурического поля основное влияние оказывает зона регионального разлома, к которому приурочены выходы магматических пород в виде шлаковых конусов. В результате последнего рассматриваемого извержения образовался прорыв им. С.И. Набоко. Профилем АМТЗ пересечена зона прорыва. Геологическую среду, в связи с разломом, в первом приближении можно рассматривать как квазидвумерную. Поэтому в основу интерпретации положены кривые по направлениям вдоль и поперек разлома. Эти кривые в дальнейшем названы продольными и поперечными. Совместный анализ этих кривых свидетельствует о геоэлектрической неоднородности в земной коре в районе прорыва, приуроченного к зоне разлома. Эти особенности хорошо видны на псевдоразрезах фазы импеданса, которая свободна от влияния локальных неоднородностей.

При решении обратной задачи учитывались продольная и поперечная кривые и вводились корректировки погашения влияния локальных гальванических эффектов. В результате инверсии кривых АМТЗ получен геоэлектрический разрез до глубины примерно 14 км. Верхняя часть разреза, сложенная лавовыми образованиями, характеризуется высокими сопротивлениями. Наибольшие сопротивления пород, до 2000 и более Ом м, отмечаются в районе прорыва. Здесь также фиксируется увеличенная мощность лавового покрова, достигающая 1.5 км. В разрезе хорошо выражен осадочно-вулканогенный чехол с пониженным электрическим сопротивлением. В районе прорыва в земной коре на глубинах от 4 до 14 км выделена проводящая зона, связываемая с глубинным разломом, возможно, насыщенным магматическим расплавом.

Глубинная информация об электропроводности получена по кривым МТЗ. По данным инверсии этих кривых выявлена аномальная проводящая зона на глубинах 15–35 км. Ширина зоны — 3–4 км. Ее удельное электрическое сопротивление — около 4 Ом м.

По данным АМТЗ, МТЗ и другим геолого-геофизическим данным представлена обобщенная концептуальная модель района извержения. Эта модель включает слой высокого сопротивления, связываемого с лавовыми покровами, осадочно-вулканогенный низкоомный слой, подстилаемый высокоомной толщей, сложенной дислоцированными, метаморфизованными породами. Основным элементом модели является низкоомная проводящая зона, характеризующая разлом, содержащий магматические расплавы и гидротермальные растворы. Этот разлом является ка-

налом, по которому магматические расплавы поднимаются к дневной поверхности. Охлажденные расплавы вблизи поверхности характеризуются повышенным электрическим сопротивлением до первых тысяч Ом м. В зону разлома магматические расплавы поступают из магматического очага на глубинах 15–35 км. По приближенным оценкам пористость пород в зоне разлома на глубинах 4–14 км составляет примерно 4%, в магматическом очаге — около 1.5%.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 16-05-00059 и ДВО РАН № 15-1-2-008.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адамчук Ю.В., Трубников Б.А. Электропроводность текущей лавы Южного Ново-Толбачинского прорыва. М.: ИАЭ, 1977. 8 с.
- Балеста С.Т. Сейсмические данные о магматических очагах Большого трещинного Толбачинского извержения // Вулканология и сейсмология. 1979. № 2. С. 4–11.
- Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики // М.: Научный мир, 2009. 677 с.
- Большое трещинное Толбачинское извержение, Камчатка 1975–1976 / Под ред. Федотова С.А. М.: Наука, 1984. 638 с.
- Гордеев Е.И., Муравьев Я.Д., Самойленко С.Б. и др. Трещинное Толбачинское извержение в 2012–2013 гг. Первые результаты // ДАН. 2013. Т. 452. № 5. С. 562–566.
- Ермаков В.А., Гонтовая Л.И., Сеников С.Л. Тектонические условия и магматические источники нового Толбачинского трещинного извержения (п-ов. Камчатка) // Геофизические процессы и биосфера. 2014. Т. 13. № 1. С. 5–33.
- Кугаенко Ю.А., Салтыков В.А., Горбатиков А.В., Степанова М.Ю. Развитие модели глубинного строения средней части Толбачинского дола // Вулканизм и связанные с ним процессы. Материалы конференции, посвященной Дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2013. С. 212–218.
- Лебедев Е.В., Хитаров Н.И. Начало плавления гранита и электропроводность в зависимости от высокого давления паров воды // Геохимия. 1964. № 3. С. 195–201.
- Мороз Ю.Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Восточной Камчатки в районе Ключевской группы вулканов // Вулканология и сейсмология. 1985. № 2. С. 84–92.
- Мороз Ю.Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. М.: Наука, 1991. 181 с.
- Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А. Глубинные проводящие зоны в области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг // Физика Земли. 2006. № 6. С. 60–68.
- Смирнов В.С. Особенности геоэлектрического разреза района Новых Толбачинских вулканов // Вулканология и сейсмология. 1979а. № 2. С. 21–27.
- Смирнов В.С. Аномалии естественного электрического поля в районе Новых Толбачинских вулканов // Бюл. вулканол. станций. 1979б. № 56. С. 82–87.
- Федотов С.А., Жаринов Н.А., Гонтовая Л.И. Магматическая питающая система Ключевской группы вулка-

нов (Камчатка) по данным об ее извержениях, землетрясениях, деформациях и глубинном строении // Вулканология и сейсмология. 2010. № 1. С. 3–35.

Федорченко И.А., Титлинов В.С., Скачков П.П., Алексеев В.А. Электромагнитное индукционное зондирование в районе Большого трещинного Толбачинского извержения // Вулканология и сейсмология. 1980. № 2. С. 112–118.

Хитаров Н.И. Экспериментальные исследования вещества в условиях высоких температур и давлений в связи с проблемой изучения земной коры и верхней мантии // Кора и верхняя мантия Земли. Вып. 2. М.: МГУ, 1975. С. 7–17.

Хитаров Н.И., Слуцкий А.Б., Ревин Н.И. Изменение электропроводности базальтов при плавлении в условиях высоких давлений // Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Материалы III Всесоюзного совещания. Киев: Наукова думка, 1971. С. 99–100.

Bahr K. Interpretation of magnetotelluric impedance tensor: regional, induction and local telluric distortion // J. Geophys. 1988. V. 62. P. 119–127.

Carrara E., Rappolla A., Jacobucci F., Pinna E. Summary Report on the 1974 Etna Eruption // Inst. Internationale di Vulcanologie. 1974. 65 p.

Frischknecht F.C. Fields about an oscillating magnetic dipole over a two-layer earth, and application to ground and

airborne electromagnetic surveys // Quarterly Colorado School of Mines. 1967. V. 62. № 1. 326 p.

Keller G.V., Rapolla A. Physical volcanology. Amsterdam, New York, 1974. 133 p.

Manghnani M.H., Rai C.S. Electrical conductivity of ultramafic rocks to 1550°C: relevance to the effects of partial melting // Intern. Geodynam. Conf. Western Pacific and Magma genesis. Tokyo, 1978. P. 290–291.

Murase T., McBirney A.R. Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperatures // Bull. Geol. Soc. Amer. 1973. V. 84. № 11. P. 3563–3592.

Rai C.S., Manghanani M.H. Electrical conductivity of ultramafic rock to 1820 Kelvin // Phys. Earth. Planet. Inter. 1978. V. 17. P. 6–13.

Rodi W., Mackie R.L. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion // Geophysics. 2001. V. 66. P. 174–187.

Shankland T.I., Waff H.S. Conductivity in fluid-bearing rocks // J. Geophys. Res. 1974. V. 79. № 32. P. 5409–5417.

Swift C.M. A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States / Ph. D. Dissertation, MIT. Cambridge, 1967. 248 p.

Waff H.S., Weill D.F. Electrical conductivity of magmatic liquids: Effects of temperature, oxygen fugacity, and composition // Earth. Planet. Sci. Lett. 1975. V. 28. P. 254–260.